



에어러솔탐지 (AI: Aerosol Index) 알고리즘 기술 분석서 (Al-v1.0)

NMSC/SCI/ATBD/AI, Issue 1, rev.0 2012.12.12



REPORT SIGNATURE TABLE

Function	Name	Signature	Date
Prepared by			
Reviewed by			
Authorised by			



DOCUMENT CHANGE RECORD

Version	Date	Pages	Changes



차 례

- 1. 개요
- 2. 배경 및 목적
- 3. 알고리즘
- 3.1 이론적인 배경 및 근거
- 3.2 산출방법
- 3.3 산출과정
- 3.4 검증
 - 3.4.1 검증방법
 - 3.4.2 검증자료
 - 3.4.3 시공간일치방법
 - 3.4.4 검증결과분석
- 4. 산출결과 해석방법
- 5. 문제점 및 개선 가능성
- 6. 참고문헌



List of Tables

- Table 1 : The score test used for the evaluation. Here FAR is False Alarm Ratio and POFD is Probability Of False Detection.
- Table 2 : The MTSAT observation time lists that matches with OMI observation time (time in UTC)
- Table 3 : The results from the score test.



List of Figures

- Figure 1: (a) background brightness temperature of 11 μm(filled circle) and 12 μm (asterisk) (b) background brightness temperature difference(BTD) between 11 and 12 μm for Seoul. (c) and (d) is the same as of (a) and (b), respectively, except for the East Sea at 131° E and 37° N. The line in (b) and (d) is averaged BTD over 24 hours. The time in x-axis is in UTC.
- Figure 2 : Flow chart for the Aerosol Index algorithm.
- Figure 3 : BTD, BTV, OMI AI and BTD image on March 1, 2008.
- Figure 4 : BTD, BTV, OMI AI and BTD image on April 8, 2006.
- Figure 5 : Regression coefficients for OMI AI and BTD and BTD* with respect to threshold values for the period shown in Table 2.
- Figure 6 : $11 \,\mu$ m $12 \,\mu$ m brightness temperature difference at 00 and 05UTC on 8 April, 2006. Green and blue colored areas are at 00UTC, and blue and yellow colored areas are at 05UTC.



List of Acronyms

- BT Brightness Temperature
- BTD Brightness Temperature Difference
- BTV Background Threshold Value



1. 개요

황사는 중국 북부의 황토 고원으로 알려져 있는 연 강수량이 200mm 이하의 건조 지 역인 몽고고원과 고비사막에서 발생한다. 이 지역에서 한랭전선 후면, 한기역에서 강한 바람이 불면 대기 중에 많은 양의 먼지와 모래가 부유하여 편서풍을 타고 멀리 날아가는 현상을 말한다. 한국 환경정책평가연구원은 앞서 2005년 발표를 통해 황사로 인해 한국 에서는 한해 최대 181만7천여 명이 병원치료를 받고 165명이 사망하며, 식물의 성장을 방해하고, 첨단산업에 막대한 영향을 끼친다고 했다. 유·무형의 피해를 화폐 단위로 환 산할 경우 한해 최대 7조3천억여 원에 이른다고 밝혔다(임영욱 등, 1989). 또 전국 1천 명을 대상으로 2000년~2004년 황사피해 경험 유형을 설문조사한 결과 35.4%가 연평 균 2 차례 꼴로 황사로 인한 질환을 앓은 적이 있는 것으로 조사되었다. 최근의 황사는 규소, 철, 알루미늄, 납, 카드륨 성분이 들어있어 대기 중 중금속 농도를 높이는 것으로 알려져 있다.

황사의 피해를 예방하고 대처하기 위해 황사의 관측은 필수적으로 요구되어진다. 황사 는 지상과 위성에서 탐지되는데, 지상에서의 탐지는 정확하고 지속적인 관측이 가능하며, 물리·화학적 특성에 대한 상세한 정보를 얻게 한다. 그러나 지역 규모의 분포와 이동을 파악하기 위해서 시공간적인 분해능이 뛰어난 위성 탐지가 요구된다.

2. 배경 및 목적

위성을 이용한 에어로솔 모니터링은 여러 파장대의 빛을 이용한다. 자외선은 다른 파 장대에 비해 상대적으로 지표 반사도가 작으며, 위성과 태양 고도에 의한 방향성 반사 효과가 작기 때문에 에어로솔 탐지에 적합하다(Torres et al., 2002). 그러나 자외선 탑 재체의 공간분해능이 가시광선과 적외선에 비해 지나치게 낮다는 단점이 있다.

가장 널리 이용되는 파장대는 가시광선이다. 그러나 가시광선은 자외선에 비해 상대적 으로 높은 지표 반사도 때문에 사막과 같은 지역에서 매우 낮은 민감도를 가진다. 그러 므로 이 파장대를 이용한 에어로솔 측정은 지표반사도가 낮은 해양과 육지의 식생지역에 한정하여 이루어진다(Fukushima and Toratani, 1997; Kaufman et al., 1997; King et al., 1999; Mishchenko et al. 1999; Stow et al., 1993; Torres et al., 2002).

적외선 파장대를 이용한 에어로솔 탐지는 에어로솔의 입자보다 파장이 크기 때문에 산란 정도가 매우 적어 에어로솔 측정에 민감하지 않다. 그러나 황사의 경우 입자의 크 기가 일반적인 에어로솔보다 크기 때문에 적외선을 이용한 측정 방법이 다른 에어로솔 탐지보다 상대적으로 효과적이다(Ackerman et al, 1994). 또한 자외선이나 가시광선 파장대와 달리 높은 지표 반사도를 가진 지역과 야간에도 탐지할 수 있는 장점을 가지고



에어러솔탐지 알고리즘 기술 분석서 Code: NMSC/SCI/ATBD/AI Issue: 1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AI_v1.0.hwp Page: 18

있다.

적외선을 이용한 에어로솔 탐지는 대기의 창 영역에 해당하는 3.7 µm와 11 µm 채널 밝 기 온도와의 차이(Brightness Temperature Difference: BTD)를 이용한다(Ackerman, 1989). 그러나 3.7 µm 채널은 태양과 위성의 고도와 지표 온도에 큰 영향을 받기 때문에 이 채널을 이용한 에어로솔 탐지는 큰 오차를 유발한다. 또 다른 방법은 Prata(1989)이 제시한 11 µm와 12 µm 채널 밝기 온도와의 차이를 이용한다(BTD). Wen and Rose(1994)과 Gu et al. (2003)은 11 µm와 12 µm 채널 밝기 온도의 차이가 대기 중에 부유하는 에어로솔의 경우 음수로 나타나고, 구름과 같은 수적의 경우 양수가 나타난다 는 점을 Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)에 적용하여 화산재 에어로솔의 입자크기, 광학두께, 총질량을 산출하였다. Gu et al.(2003)은 이 방법을 Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS)에 적용하여 동아시아 지역의 황사를 측정하였다. 그러나 산출된 에어로솔 양은 대기 복사 모델의 입력 자료로 사용한 입자의 굴절지수, 크기분포, 입자모양, 지표와 대기의 상태에 따라 10~40 % 정도의 매 우 큰 오차를 가질 수 있다고 밝혔다. 현재 한국 기상청은 BTD 방법을 AVHRR 자료에 적용하고 있는데, 황사와 구름의 구별을 위한 경계값을 -0.7°K로 잡고 있다. 그러나 이 경계값은 에어로솔의 광학적 특성, 지표, 대기의 상태에 영향을 받을 것이다. 그러므로 경계값은 지역적·시간적으로 변하기 때문에 이에 대한 정확한 보정이 필요하다.

3. 알고리즘

3.1. 이론적인 배경 및 근거(Theoretical Background)

에어로솔이 존재하지 않더라도 대기 중에는 수증기가 항상 존재하기 때문에 경계값은 0보다 조금 큰 양수 값을 가진다. 또한 표준 대기 상태에 따라 BTD 경계값이 달라질 수 있다. 에어로솔이 존재하지 않는 청정한 대기 상태에서 위성과 태양의 천정각, 대기의 연 직 온습도 분포, 지표면 온도와 방출률, 그리고 지표면 반사도 등에 따라 BTD의 경계값 변화가 분석되었다. 또한 에어로솔이 존재할 때, 구성 성분과 존재 고도, 그리고 표준 대 기 상태에 따라 어떻게 BTD 값이 변하는지 민감도가 분석되어졌다. 사례 기간은 3~4월 동북아시아에 영향을 미치는 황사 계절이다. 민감도 분석을 위해 사용된 대기 복사 모델은 CCSR(Center for Climate System Research)에서 개발한 Rstar5b 이다.

3.1.1. 모델입력자료

Rstar5b는 사용자의 목적에 따라 다양한 입력 자료를 사용할 수 있다. 본 연구에서



BTD값이 주어진 태양의 천정각(θ₀), 위성의 천정각(θ), 표면 반사도(α_s), 0.5 μm에 서의 에어로솔의 광학적 두께(τ_{0.5μm}), 지표면 온도와 방출률, 온·습도 연직분포, 에어로 솔과 구름의 존재 고도, 그리고 대기의 수증기 분포에 따라 어떻게 변하는지 분석하였다. 태양천정각과 위성 천정각은 10에서 80까지 7개, 에어로솔의 광학적 두께는 0에서 2.8 까지 0.4간격으로 8개의 입력 자료를 주었다.

대기 복사 모델을 통해 정확한 민감도 분석 결과를 얻기 위해 위성에 탑재된 파장에 따른 반응 함수를 고려하여 계산해야 한다. 본 연구에서는 MODIS 센서의 파장에 따른 반응 함수를 고려하였다.

3.1.2. 에어로솔의 광학적 모델

정확한 민감도 조사가 이루어지기 위해서는 에어로솔의 크기 분포를 묘사하는 광학적 모델의 선정과 에어로솔의 구성 요소에 따른 광학적 특징을 알아야 한다. 에어로솔의 크 기 분포를 결정하는 선행 연구들이 있었다. 성층권이나 대류권의 에어로솔의 크기 분포 를 결정하는데 power law 크기 분포가 사용되기도 하고(Toon and Pollack, 1976), 에 어로솔들이 서로 다른 물리 과정들을 통해서 형성된다는 것을 고려하여 다중 모드 크기 분포도가 사용되기도 한다(Whitby, 1978). 이와 같이 입자의 크기 분포는 하나 혹은 여 러 개의 모드를 가질 수 있기 때문에 본 연구에서는 평균 반경이 0.25~2.0 µm로 장거리 수송이 가능하고, 두 개의 모드를 가지는 크기 분포(bi-model log normal size distribution)를 가정한 식 (1)이 사용되었다. 이 식에서 나타나는 두 개의 모드는 0.6 µm 이하에서 하나의 최고점이 나타나고, 0.6 µm 이상에서 또 하나의 최고점이 나타난다.

$$\frac{dV}{dlnr} = \sum_{n=1}^{2} \frac{C_{v,i}}{\sqrt{2\pi}S_{i}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln r - \ln r_{v,i}}{S_{i}}\right)^{2}\right]$$
(1)

여기서 첨자 i 는 이중 모드의 각 모드 숫자를 나타낸다. 여기서 $C_{v,i}$ 은 이중 모드에 서 입자의 부피 농도(volume concentration), $\gamma_{v,i}$ 은 에어로솔의 평균 반경을 나타내 고, S_i 은 $\ln r$ 의 표준 편차를 나타낸다. bi-modal log normal 크기 분포에 들어가는 변수는 황사가 많이 보고 되었던 2001년 3월의 20일 안면도 지역의 AERONET(AErosol RObotic NETwork) 자료를 사용하였다. 사용된 모델 입력 변수는 $C_{v,1}=0.212768$, $C_{v,2}=0.591440$, $\gamma_{v,1}=0.096918\mu$, $\gamma_{v,2}=2.379725\mu$, S_1 =0.528396, $S_2=0.629815$ 이다.



에어러솔탐지					
알고리즘	기술	분석서			

Code: NMSC/SCI/ATBD/AI Issue: 1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AI_v1.0.hwp Page: 18

부유된 에어로솔의 광학적인 특성은 입자 크기 분포뿐만 아니라 굴절 지수에도 크게 의존한다(Sokolik and Toon, 1998). 본 연구에서 사용한 Rstar5b에 내장된 에어로솔 광학적 특징 자료는 본 민감도 분석에 적합하지 않은 에어로솔 정보를 가지고 있기 때문에 대기 복사 모델 중의 하나인 HITRAN(HIgh-resolution TRANsmission)의 에어로 솔 자료를 사용하였고, 황사 입자를 중심으로 분석하였다. 중국의 사막지역에서 발생한 황사 입자의 직경이 1~5 µm 범위에서 최대값을 나타내고, 2 µm의 평균 직경을 보인다 (Chun et al., 2001). 화학 성분은 주로 *SiO*₂, Si, Fe, Al, Ca이며, 그 중 60 %가 *SiO*₂ 이다(Goudie, 1978; McKendry et al., 2001). 그러나 입자 사이즈가 큰 경우의 광물학 적인 구성요소를 보면 거의 100 % 가 순수한 석영 입자(*SiO*₂)이기 때문에 황사 입자를 대신해 석영 입자의 굴절 지수를 복사 모델의 입력 자료로 사용하였다(Gomes and Gillette, 1993).

3.1.3. 결과

1) 에어로솔 종류에 따른 변화

대기 중에는 모래 입자를 비롯하여 화산재, 해염입자 등 다양한 종류의 에어로솔이 존재한다. 그러므로 에어로솔 구성 성분에 따른 BTD 민감도 변화와 11 µm에서의 밝기 온도(Brightness Temperature: BT) 값이 분석되었다. Lowtran-7에 기초한 대기 모 델 변수를 사용하였고, 대기의 온·습도 분포와 대기의 구성 물질은 US 표준 변수를 사용 하였다. 위성의 천정각과 태양의 천정각은 40°로 고정하였다. 이 천정각은 Terra 위성 이 우리나라 근처를 관측할 때의 일반적인 각도로 정확한 민감도 분석을 위해 사용되었 다. 화산재 에어로솔은 발생 메커니즘으로 인해 높은 열원에서 방출되어 높은 고도에 도 달하기 때문에 10~15 km 에 존재한다고 가정하였고, 해염 입자는 0~2 km에 존재한다 고 가정하였다. 그 이외의 에어로솔 입자는 3~5 km 사이에 존재한다고 가정하였다(Yu and Rose, 2002; Shaw, 1980).

에어로솔의 광학적 두께가 0일 때, 즉 맑은 대기 상태일 때 BTD는 0.8°K의 경계값 을 보였다. Prata(1989)는 BTD 값이 0°K보다 작을 때를 화산재 에어로솔, 0°K보다 클 때를 구름이라고 보았다. 그러나 복사 모델 결과는 0°K보다 높은 경계값을 나타내고 있다. 그러므로 0°K의 경계값으로 에어로솔을 탐지하는 데에는 한계가 있는 것으로 사 료된다. 다음으로 광학적 두께를 증가시키면서 BTD의 변화 정도를 분석해 보았다. 해염 입자는 광학적 두께가 증가할수록 양의 값을 보인 반면 다른 에어로솔은 음의 값을 보였 다. 광학적 두께가 0에서 1로 증가하였을 때 석영 입자는 0.8°K에서 -1.9°K로 가장 큰 범위로 변화하였고, 화산재 에어로솔이 다음으로 큰 변화폭을 보였다. 11 µm에서의 밝 기 온도는 먼지 입자에서 가장 큰 변화폭을 보였던 반면 해염 입자에서 작은 밝기 온도 차이를 보였다. 그러므로 에어로솔의 구성 성분에 따라 BTD값의 변화 정도는 다르기 때 문에 정확한 에어로솔 정보가 요구된다.



2) 태양과 위성의 위치에 따른 변화

위성에서 관측되는 복사량은 위성의 천정각, 태양의 천정각, 위성과 태양의 방위각 차 등에 영향을 받게 된다. 천정각의 변화 정도에 따른 BTD와 BT의 변화 정도를 분석해 보았다. 위성의 천정각을 40°, 위성과 태양사이의 방위각 차를 0°로 고정시켜놓고, 태 양천정각이 10, 30, 50, 80°일 때 광학적 두께에 따른 BTD와 11 µm에서의 BT 변화를 보았다. BTD값과 11 µm에서의 밝기 온도는 태양천정각 변화에 따라 경계값은 변하지 않 았고, 광학적 두께에 따라서도 변화가 없었다. 이는 11 µm와 12 µm이 적외선 채널이기 때 문에 태양광의 영향을 받지 않기 때문이고, 이러한 특징으로 인해 야간에도 탐지가 가능 하다.

BTD의 경계값은 위성의 천정각이 10°일 때 0.6°K, 60°일 때 1.2°K로 0.6°K의 변화 폭을 볼 수 있었다. 또한 위성의 천정각이 10°일 때 광학적 두께를 0에서 1로 증 가하면 BTD 값은 1.2°K에서 -1.1°K로 감소하였고, 위성의 천정각이 60°일 때는 0.6°K에서 -3.6°K로 감소하였다. 그러므로 위성의 천정각이 클수록 높은 BTD 경계값 을 보였고, 에어로솔의 광학적 두께에 따른 변화폭도 큰 것을 볼 수 있다. 위성의 천정각 에 따른 11 µm와 12 µm에서의 밝기 온도 변화 분석에서 광학 두께가 커질수록 12 µm보다 11 µm채널에서 좀 더 낮은 밝기 온도임이 밝혀졌다. 이는 위성의 천정각이 커질수록 관 측되는 투과길이가 길어지고, 12 µm보다 11 µm 채널에서 흡수되는 양은 많아지기 때문에 BT와 BTD값에 차이를 보인다. 이와 같은 분석에서 태양의 천정각은 BTD 경계값에 영 향을 미치지 않았지만 위성의 천정각은 많은 영향을 미치기 때문에 경계값 산출과 민감 도에 중요한 인자이다.

3) 구름과 황사의 존재 고도에 따른 BTD 변화

구름과 황사의 존재 고도는 대기 복사 전달에 영향을 주기 때문에 고도에 따른 BTD 의 민감도를 분석하였다. 황사의 존재 고도에 따라 BTD 값은 약간의 차이를 보였다. 황 사가 0~2 km 사이에 존재할 경우 광학 두께가 1일 때 -1.9°K의 값을 나타내었고, 고 도가 증가할수록 BTD 값은 커졌다. 중국 대륙에서 발원한 0.5~5.0 µm 크기의 황사는 3.5~4.0 km의 고도면을 따라 태평양을 건너 북아메리카까지 수송된다(Shaw, 1980). 이 분석에서 보여줬듯이 황사가 0~5 km 사이에 존재할 때 BTD값은 큰 변화가 없었기 때 문에 존재고도에 따른 BTD값의 변화정도는 다른 인자에 비해 무시될 정도로 작다고 하 겠다.

4) 대기 상태에 따른 BTD 변화

표준 대기 상태는 대기의 온도와 습도 분포 및 대기의 구성 물질에 의해 결정된다. 그러므로 계절별, 위도별로 대기의 분포를 열대지역, 중위도 여름, 중위도 겨울, 고위도 여름, 고위도 겨울, 그리고 US 표준으로 나누어 BTD의 경계값 변화를 분석해 보았다. 고위도 겨울 지역이 가장 낮은 0.4°K의 경계값을 보였고, 열대지역이 가장 높은 2°K의



에어러솔탐지 알고리즘 기술 분석서

Code: NMSC/SCI/ATBD/AI Issue: 1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AI_v1.0.hwp Page: 18

경계값을 보였다. 에어로솔의 광학적 두께가 커질수록 표준 대기 상태에 따른 BTD값의 차이는 줄어드는 것을 알 수 있었다. 이를 통해 표준 대기 상태에 따라 경계값은 매우 유동적으로 변하는 것을 볼 수 있었다.

이러한 경계값 변화를 일으키는 주된 대기 인자는 무엇인지 자세히 분석해 보았다. 그 결과 대기의 연직적 온도와 습도의 분포가 다른 인자보다 BTD 경계값에 큰 영향을 미쳤다. 표준 대기 분포를 US 표준으로 고정 시켜 놓고, 지표면 온도를 275~295°K 까 지 5°K 간격으로 변화 시키면서 상층으로 갈수로 감소시켰다. 또한 수증기는 지표에서 5000~20000 ppmv의 범위로 상층으로 갈수록 점차 감소시켰다. 지표면 온도가 295°K 일 때와 275°K일 때 경계값은 각각 0.8°K와 0.6°K로 작은 변화를 보였다. 또한 광 학 두께에 따라서도 변화 정도는 작았다. 그러나 낮과 밤의 변화와 지표면 특성에 따라 지표면 온도는 큰 변화폭을 가지기 때문에 경계값의 변화는 더 클 것으로 사료된다. 대 기의 수증기 분포에 대해서는 온도 분포에 비해 좀 더 민감하게 변화하였다. 수증기 분 포에 따라 경계값이 0.5~1.8°K로 크게 변화하는 것이 밝혀졌다. 황사가 존재할 때 BTD는 0.0~-3.0°K의 값을 보인다고 할 때 경계값이 1°K이상의 변화정도는 약 30% 의 오차를 가지게 된다. 따라서 BTD 경계값 산정에 대기의 수증기 분포를 중요하게 고 려되어야 한다.

5) 지표면 방출률 따른 BTD 변화

지표면을 14가지 특성으로 분류하여 11, 12 µm에서 관측한 방출률을 계산하였으며 그 자료를 이용하여 BTD에 미치는 영향을 분석하였다. 지표면 방출률 자료는 Snyder 등 (1998)과 MODIS USCB Emissivity Libarary(http://www.icess.ucsb.edu/ modis/EMIS/ html/em.html)의 자료를 바탕으로 산출하였다. 지표면 특성에 따라 BTD 의 경계값을 산출했다. 지표면 방출률에 의해 11 µm와 12 µm의 밝기 온도의 변화는 각각 2.0°K 이상으로 크게 변화하고 있었다. 그러나 지표면 상태에 따라 11 µm와 12 µm의 방출률이 함께 변화하고 있으므로 BTD의 경우 그 변화 폭이 크지 않으며 일반적으로 BTD 경계값은 약 0.4°K의 분포를 보이고 있다. 그러나 메마른 토양(Arid bare soil)의 경우 BTD 경계값이 가장 낮게 나타나고 눈과 얼음 지역을 제외하고 다른 지표면 형태, 특히 초목 지역과 비교해 보았을 때 그 차는 0.2~0.3°K 정도로 매우 낮게 나타난다. 황사에 의해 BTD의 변화 정도와 비교하여 약 10%의 오차를 가지게 된다. 또한 눈과 얼음 지역에서 방출률에 의한 BTD 경계값 변화가 크게 나타나고 있다. 그러므로 지표면 의 특성에 따른 BTD의 변화를 고려해야 한다는 것을 보여준다.

6) 지표면 온도와 특성에 따른 BTD 변화

BTD 방법을 적용해 에어로솔 분포를 살펴보면 시간에 따라 BTD 값이 변화하고 있으며 특히 야간에는 에어로솔이 없는 경우도 BTD가 음의 값을 보인다. 적외선은 물체의 온도에 의해 방출되는 것이므로 지표면의 온도와 밀접한 관련이 있다. MODIS 자료를 이

국가기상위성센터



에어러솔탐지					
알고리즘	기술	분석서			

Code: NMSC/SCI/ATBD/AI Issue: 1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AI_v1.0.hwp Page: 18

용해 주, 야간 온도 변화를 살펴보았을 때 적게는 30°K에서 많게는 70°K 정도로 크게 변화하고 있다(not shown). 그래서 주, 야간 지표면 온도에 따른 BTD 변화를 살펴보았 다. 황사의 근원지역이라 할 수 있는 메마른 토양 지역의 경우 지표면 온도에 따라 -1.6 °K에서 0.8°K까지 약 2.4°K 정도 변화하고 있다. 이렇게 큰 변화 정도는 BTD 값에 100%의 오차를 포함할 수 있고, 청정한 대기 상태를 에어로솔 지역으로 잘못 탐지 할 수도 있다. 해양의 방출률과 가까운 눈/얼음 지역의 경우 지표면 온도에 따라 -1.3°K에 서 1.5°K까지 약 2.8°K 정도 변화하고 있다. 그러나 해양의 경우 주, 야간 해수면 온 도 차는 약 5°K 정도로 작고 그에 따른 BTD 값 변화는 약 0.2°K 정도 난다. 그러므 로 BTD 값은 해양보다 대륙에서 민감하게 변화하는 것으로 사료되며, BTD 경계값 산 정에 지표면 온도와 지표면 특성은 중요하게 고려되어야 한다.

7) 지표면 반사도에 따른 BTD 변화

각 채널의 반사도는 지표면의 피복 상태에 따라 다르다. 우선 지표면 반사도가 0에서 0.08까지 변함에 따라 어느 정도의 민감도를 가지는지에 대해 분석해 보았다. 지표면 반사도가 0일 때 BTD 값은 0.8~-6.1°K를 보였고, 0.08일 때 0.6~-5.9°K의 값을 보였다. 이와 같이 지표면 반사도에 따라 BTD 값은 큰 영향을 받지 않았지만, 경계값은 0.2°K의 작은 변화가 있었다. 11 \mu) 밝기 온도에서 지표면 반사도에 따라 1~5°K의 변화가 있었지만 12 \mu 도 같이 변하기 때문에 BTD 값의 변화 정도는 작았다. 지표면 반사도에 의한 BTD 값의 변화는 작아서 무시해도 될 것으로 사료된다.

3.2. 산출방법(Methodology)

이론적으로 BTD 방법은 0°K를 경계로 구름과 에어로솔을 구분한다. 그러나 민감도 시행 결과 위성 천정각, 대기의 연직적 수증기량, 그리고 지표면 온도와 형태에 따라 경 계값은 크게 변하였다. 어떤 경계값을 선택하느냐에 따라 강한 황사 신호를 약화시키거 나, 황사가 존재하지 않는 화소에서 황사 신호를 주기도 한다. 화소별 BTD 경계값은 시 간과 공간에 따라서 변하기 때문에 일률적으로 적용되는 경계값은 황사 측정에 큰 오차 를 유발시킬 수 있다. 이러한 문제점을 해결하기 위해서는 시간적 공간적으로 변하는 배 경경계값의 설정을 통해서만 극복할 수 있다.

가시광선을 이용한 에어로솔 측정은 기본적으로 주어진 화소에서 에어로솔이나 구름 이 없는 청정한 날의 배경반사도를 도출하고 이를 관심 있는 날의 관측값에서 빼줌으로 이루어진다(Hauser et al. 2005). 청정한 날은 지난 며칠 동안 주어진 화소의 반사도 중에서 가장 작은 값으로 선택되어진다. 이와 비슷한 원리로 각 화소에서, 관측일을 포함 한 10일간의 지난 10일 중 그 시간대의 11 μm의 최대밝기온도를 구하여 청정화소로 정의하고 당시의 BTD를 그 화소에서의 배경경계값(BTV : Background Threshold



에어러솔탐지					
알고리즘	기술	분석서			

Code: NMSC/SCI/ATBD/AI Issue: 1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AI_v1.0.hwp Page: 18

Value)으로 정의한다. 황사가 관측되는 시기는 주로 봄철이며 기온이 지속적으로 상승하 는 시기이므로 11 µm의 밝기온도가 최대값을 보일 때가 관측일에 가장 가까운 지표온도 를 보여줄 가능성이 높으며, 구름이나 수증기의 영향을 가장 적게 받았다고 볼 수 있으 므로 이 경우를 청정화소로 정의하였다.

그러나 해양지역 등의 구름과 수증기의 영향을 자주 받는 곳에서는 배경경계값이 강한 양의 값을 가질 수 있다. 이러한 경우 오차가 생길 수 있으므로 cloud screening을 해야 하며 11 µm 와 12 µm의 밝기온도 차이가 0.5 이상인 경우는 수증기나 구름의 영향을 받았다고 가정하고 그 값을 삭제한 후, 그 이외의 자료에서 11 µm의 최대밝기온도를 찾 아 당시의 밝기온도 차이를 배경경계값으로 정의한다.

3.3. 산출과정

그림 1은 앞의 정의를 이용해서 서울과 서해상의 청정화소에서 구한 각 시간별 11 µm와 12µm 밝기온도 (Fig. 1(a) and (c))와 두 밝기온도 차이(BTD)를 보여주고 있다 (Fig. 1(b) and (d)). 서울과 같은 육지의 경우 한 낮의 경우 가장 온도가 높고 일출 직 전 가장 온도가 낮다. 이것은 하루 동안 육지에서 관측되는 온도와 매우 유사하다. 해양 의 경우 하루 동안 온도변화가 거의 없다. 이러한 육지와 해양의 하루 동안 온도변화는 지상관측자료와 매우 유사함을 보여주는 것으로 산출된 배경경계값의 신뢰도를 보여주고 있다. (http://kma.go.kr).

Cloud screening 과정까지 거친 배경경계값을 황사가 존재한 날의 BTD 값에 빼 준 보정된 밝기온도 차이, BTD^{*}을 황사지수로 정의하였다. 그림 2는 제시된 알고리즘으로 어떻게 황사지수가 산출되는지를 보여주고 있다.



Fig. 1. (a) background brightness temperature of $11\mu m$ (filled circle) and $12\mu m$ (asterisk) (b) background brightness temperature difference (BTD) between 11 and $12\mu m$ for Seoul. (c) and (d) is the same as of (a) and (b), respectively, except for the East Sea at 131° E and 37° N. The line in (b) and (d) is averaged BTD over 24 hours. The time in x-axis is in UTC.



Fig. 2. Flow chart for the Aerosol Index algorithm.



3.4. 검증

3.4.1. 검증방법

새로 개발된 알고리즘과 기존의 알고리즘으로 구한 BTD*과 BTD의 황사지수를 OMI AI 지수와의 상관관계 그리고 score test를 통해서 검증하였다. 표 1은 검증을 위해 사용 된 score test에 대한 설명을 보여준다.

Table 1. The score test used for the evaluation. Here FAR is False Alarm Ratio and POFD is Probability Of False Detection.

	observed OMI AI				
Forecast		yes	no	total	
Pixel for	yes Hits(A)		False Alarm(B)	forecast-yes	
PTD [*] and no Misses(C)		Misses(C)	Correct Negatives(D)	forecast-no	
BTD and BTD	total	observed-yes	observed-no	total(n)	

 $Accuracy = \frac{hits + correct \ n \ egatives}{total}$

 $BIAS = \frac{hits + false \, alarms}{hits + misses} = \frac{for \, ecast \, 'yes'}{observed \, 'yes'}$

 $FAR = \frac{false \ alarms}{hits + false \ alarms} = \frac{false \ alarms}{for \ ecast \ 'yes'}$

 $POFD = \frac{false \ alarms}{correct \ n \ gatives \ + \ false \ alarms} = \frac{false \ alarms}{observed \ 'No'}$

알고리즘 결과를 검증하기 위하여 통계적인 기법인 이진형 검증 기법을 사용하였다. 본 검증 기법은 "각 지점에서 황사가 발생할 것이다." 또는 "황사가 발생하지 않을 것이 다."라는 두 가지 사건 중 하나를 예측하는 것을 말한다. 예를 들어 BTD*에 일정한 경계 값을 적용하여 그 값 이하이면 황사 발생(yes), 그렇지 않으면 no라고 하는 발생 빈도 테 이블을 만든다. 이와 같은 황사 예측화소와 관측화소의 "yes", "no"에 대한 2×2 도수분 포표(frequency table)를 분할표(contingency table)라고 한다. 관측화소의 yes, no 는 OMI AI 자료를 사용하였다.

이 분할표는 어떠한 종류의 오차가 일어났는가를 알아보는데 유용한 방법이다. 황사가 완벽하게 탐지되었다면 hit와 correct negative 화소들만 있고 miss와 false alarm에 해당 되는 화소들은 하나도 없는 경우일 것이다. 이 분할표를 바탕으로 아래의 식에 의해 지수들 을 산출하여 개선 여부를 확인하였다. Aura 위성은 극궤도 위성이기 때문에 동아시아 지역 을 하루에 2~3번 정도 관측한다. 그러므로 동아시아 영역을 지나가는 시간에 맞추어 2008

국가기상위성센터



에어러솔탐지					
알고리즘	기술	분석서			

년 3월 1일에 대해서 각 지수를 산출하였다.

OMI AI는 1.5 이상일 때 황사화소로 정의하였으며, BTD*의 경계값을 0°K, -0.1° K, -0.2°K, -0.3°K, -0.5°K 로 나누어 검증지수를 산출하였고, 결과는 Table 3과 같다. Accuracy는 perfect score 가 1이기 때문에 BTD*가 기존 BTD방법에 비해 많이 향상된 것을 알 수 있다. Bias의 경우 perfect score가 1이고 1보다 큰 값은 overestimate, 1보다 작은 경우를 underestimate를 나타낸다.

Table 2. The MTSAT observation time lists that matches with OMI observation time (time in UTC)

횟수	MTSAT observation time	OMI observation time
1	2006/3/26 0433UTC	2006/3/26/ 0429UTC
2	2006/3/27 0333UTC	2006/3/27 0334UTC
3	2006/3/28 0433UTC	2006/3/28 0417UTC
4	2006/3/31 0300UTC	2006/3/31 0310UTC
5	2006/3/31 0500UTC	2006/3/31 0449UTC
6	2006/4/07 0333UTC	2006/4/07 0317UTC
7	2006/4/07 0500UTC	2006/4/07 0500UTC
8	2006/4/08 0400UTC	2006/4/08 0400UTC
9	2006/4/22 0433UTC	2006/4/22 0415UTC
10	2006/4/23 0333UTC	2006/4/23 0319UTC
11	2006/4/23 0500UTC	2006/4/23 0458UTC

Table 3. The results from the score test.

Index	Accu	racy	BL	AS	FA	AR	PO	FD
TV	BTD	BTD*	BTD	BTD*	BTD	BTD*	BTD	BTD*
0.0°K	0.764	0.737	1.740	1.849	0.602	0.640	0.220	0.248
−0.1°K	0.806	0.864	1.401	0.889	0.541	0.380	0.159	0.070
−0.2°K	0.839	0.889	1.102	0.677	0.468	0.239	0.108	0.034
−0.3°K	0.858	0.900	0.893	0.571	0.400	0.146	0.075	0.017
−0.5°K	0.867	0.895	0.732	0.474	0.342	0.085	0.053	0.008

3.4.2. 검증자료

BTD 방법을 적용하기 위해서 선택된 자료는 COMS와 비슷한 기능을 하고 있는 MTSAT 자료를 이용하였다. 사용기간은 지상과 타 위성에서 황사로 관측된 날들을 선택 하였다. 이 방법으로 구한 황사지수를 비교하기 위해 같은 기간 OMI에서 관측한 AI 지수 가 선택되어졌다. OMI에서 구한 AI 지수 산출에 자외선이 이용되는데 이것은 지표면 반사 도가 상대적으로 낮은 반면 황사나 화재와 같은 에어로솔에 가장 민감하게 반응한다. 이러



한 이유로 위성을 이용한 에어로솔 측정자료 비교에 가장 많이 사용되어진다.

3.4.3. 시공간일치방법

OMI는 극궤도 위성인 AURA에 탑재된 센서로 태양일사량의 반사를 이용하여 관측이 실시되기 때문에 정오 근처에 적도지방을 통과하게 설계되어 있다. 한반도를 지나는 시간 은 위성각에 따라서 달라지는데 대체로 오후 1시경을 통과한다. 이에 반해 MTSAT은 정 지궤도 위성으로 매시 약 30분 간격으로 관측이 실시되기 때문에 OMI의 관측시간이 가장 근접하는 시간대의 관측 자료를 이용하였다. OMI의 공간해상도는 23×13 km 이며, MTSAT의 경우 적외선 파장대는 4×4 km로 차이가 있기 때문에 두 위성의 자료를 0.25×0.25도 격자화 하여 공간상의 차이를 최소화하였다.



3.4.4. 검증결과분석

Fig. 3. BTD, BTV, OMI AI and BTD image on March 1, 2008.



에어러솔탐지 알고리즘 기술 분석서 Code: NMSC/SCI/ATBD/AI Issue: 1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AI_v1.0.hwp Page: 18

그림 3은 이와 같은 방법을 2008년 3월 1일 관측된 MTSAT에 적용하여 구한 황사분 포와 Ozone Mapping Instrument(OMI) Aerosol Index(AI)를 보여주고 있다. 산출된 배경경계값은 주간과 야간, 대륙과 해양에 따라 다른 분포 형태를 보였다. 대륙은 전체적으 로 음의 값을 보였다. 특히 중국 내륙의 사막 지역은 강한 음의 값을 나타내었다. 반면 해양 지역은 0°K 근처의 양의 값을 보이며 육지와 해양의 경계가 뚜렷하게 구분 되었다. 음의 BTD 값이 클수록 강한 황사 신호를 나타내기 때문에 음의 배경 경계값과의 차는 황사 신 호의 감소를 나타내며, 양의 배경 경계값과의 차는 황사 신호의 증가를 가져온다. 주간은 야간에 비해 불규칙한 분포를 보였고, 야간에 해양 지역은 전체적으로 양의 값을 보였다.



Fig. 4. BTD, BTV, OMI AI and BTD image on April 8, 2006.

그림 4는 2006년 4월 8일 관측된 황사분포를 보여주고 있다. 이 그림에서도 BTD* 방법이 BTD보다 뚜렷한 우위에 있음을 보여주고 있다. BTD*는 기존 BTD 방법의 오차를 많이 줄였다. 중국 내륙의 사막 지역을 포함하여 육지의 잘못 탐지된 황사 지역을 제거하였



다. 또한 해양에서 약하게 탐지된 황사 신호를 증가 시켜서 육지와 해양의 경계가 완화된 것을 볼 수 있다. 민감도 결과에서 분석하였듯이 맑은 날 야간의 지표면 냉각으로 인해 BTD의 경계값이 음을 나타냄으로 해서 황사 신호가 아님에도 황사 신호인 것처럼 나타나 는 현상이 발견되었다. 이러한 오차도 BTD*에서 많이 줄어진 것을 볼 수 있다.

그림 5는 표 2에 주어진 사례일 동안 BTD*와 BTD로 구한 황사지수와 OMI AI와의 상 관관계를 배경경계값을 변화시키면서 조사한 것이다. 배경경계값의 변화에 상관없이 본 연 구에서 개발된 BTD*는 BTD 방법으로 구한 것보다 0.4 정도 뚜렷이 높은 상관계수를 보 여주고 있다.

Fig. 5. Regression coefficients for OMI AI and BTD and BTD* with respect to threshold values for the period shown in Table 2.

Score test를 이용한 통계적 검증에서도 이와 유사한 결과를 보여주고 있다. 표 3은 배 경경계값을 변화시키면서 구한 score test 결과를 보여준다. Accuracy와 Bias는 1, FAR 과 POFD는 0에 근접할수록 OMI AI와 가까운 값을 가진다는 것을 의미한다. Accuracy의 경우 BTD*가 BTD 보다 뚜렷이 높은 값을 보여주고 있다. FAR과 POFD의 경우 BTD*가 BTD 보다 뚜렷이 작은 값을 보여준다. 이것은 BTD* 방법을 적용하여 구한 황사지수가 BTD보다 뚜렷한 우위를 보여주는 것이라 사료되어진다.

4. 산출결과 해석방법

본 연구에서 제시된 방법은 대기의 창 영역에 해당되는 11μm와 12μm 파장대의 밝기 온도 차이가 구름인 경우 양, 황사인 경우 음의 값을 가진다는 원리를 이용한 것이다. 대기



에어러솔탐지 알고리즘 기술 분석서 Code: NMSC/SCI/ATBD/AI Issue: 1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AI_v1.0.hwp Page: 18

중에 황사의 양이 많을수록 큰 음수 값을 가진다. 그러나 두 파장대에 영향을 끼치는 인자 는 이들 외에도 여러 가지 존재한다. 그 중 가장 큰 영향을 끼치는 것이 지표면 온도와 상 태, 그리고 대기 중에 존재하는 수증기이다. 본 연구는 지표면의 온도와 상태가 시간적으로 공간적으로 변하기 때문에 어떻게 이것을 보정하는가에 대한 것이다. 제시된 방법은 10일 동안 주어진 화소의 청정한 날의 BTD 의 배경경계값을 구하고 이것을 관측하고자 하는 날 BTD 값에 빼줌으로 보정하는 것이다.

그림 3과 4의 측정된 황사에서 음수의 값은 황사 시그널이 높은 곳을 양의 값은 구름이 존재하는 곳을, 그리고 0 근처의 값은 맑은 지역을 나타낸다. 이 중 음수 값이 클수록 황사 의 존재 가능성이 높다.

5. 문제점 및 개선 가능성

현 알고리즘에서 가장 중요한 것은 배경경계값 도출이다. 청정화소는 10일 동안 관측된 날 중 최고 온도가 관측된 날로 정의되어졌다. 그러나 지표면 온도가 대기의 상태와 지표면 상태에 따라 변하기 때문에 최고의 온도가 관측된 날이 관측하고자 하는 날의 청정화소를 대변하지 않을 수 있다. 다른 문제점은 도출된 시간별 배경경계값이 일정하지 않고 그 원인 이 밝혀져 있지 않다. 좀 더 상세한 검증을 위해 다양한 시간대 위성 관측 자료가 필요하다. 그러나 황사와 같은 에어로솔의 경우 정오 시간대만 관측이 실시되는 극궤도위성 자료만 존재하기 때문에 검증에는 한계가 있을 수밖에 없다.



Fig. 6. : $11\mu m \sim 12\mu m$ brightness temperature difference at 00 and 05UTC on 8 April, 2006. Green and blue colored areas are at 00UTC, and blue and yellow colored areas are at 05UTC.

이러한 문제점을 극복할 수 있는 방법은 정지궤도가 가지는 연속적인 관측한다는 속성



을 이용할 수 있다. 그림 6은 BTD 방법으로 구한 황사지수의 5시간 변화를 상대적으로 표 시한 것이다. 황사는 상층풍에 의해 이동되기 때문에 시간적 변화를 바람장과 같이 비교를 하면 각 화소의 황사 존재 여부를 즉시 평가하여 예보에 활용 할 수 있다. 또한 이를 바탕 으로 잘못 관측된 황사화소의 자료를 분석하면 오차를 발생시킨 원인을 상세히 분석할 수 있을 것이다.

6. 참고문헌

- 임영욱, 정 용, 1989: 호흡성 분진 중의 중금속 오염도에 관한 조사 연구. 한국대기보존 학회지, 5(1), 68~78.
- Ackerman, S. A., 1989: Using the Radiative Temperature Difference at 3.7 and 11μm to Track Dust Outbreaks. *Remote Sens. Environ.* 27, 129-133.
- Ackerman, S. A. and K. I. Strabala, 1994: Satellite remote sensing of H₂SO₄ aerosol using the 8 to 12μm window region: Application to Mount Pinatubo, J. Geophys. Res., 99(D9), 18639-18649
- Chun, Y., K. O. Boo, J. Kim, S-U. Park, and M. Lee, 2001: Synopsis, transport and physical characteristics of Asian dust in Korea, *J. Geophys. Res.*, 106(D16), 18,461-18,469.
- Fukushima, H. and M. Toratani, 1997: Asian dust aerosol: Optical effect on satellite ocean color signal and a scheme of its correction, J. Geophys. Res., 102(D14), 17119-17130.
- Gomes, L., and D. A. Gillette, 1993: A comparison of characteristics of aerosol from dust storms in central Asia with soil-derived dust from other regions. Atmos. Environ., 27A, 2539-2544.
- Goudie, A. S., 1978: Dust storms and their geomorphological implications, *J. Arid Environments*, 1, 291–310.
- Gu, Y., W. I. Rose, and G. J. S. Bluth. 2003: Retrieval of mass and sizes of particles in sandstorms using two MODIS IR bands: A case study of April 7, 2001 sandstorm in China. *Geophys. Res. Lett.* 30(15), doi:10.1029/2003GL017405.
- Hauser, A., D. Oesch and S. Wunderle, 2005: NOAA AVHRR derived Aerosol Optical Depth(AOD) over land: A comparison with AERONET data. J. Geophys. Res., Vol.110, D8204, doi:10.1029/2004D005439, 2005
- Kaufman, Y. J., D. Tanre, H. R. Gordon, T. Nakajima, J. Lenoble, R. Frouin, H.



Grassl, B. M. Herman, M. D. King, and P. N. Teillet, 1997: Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16815–16830.

- King, M. D., Y. J. Kaufman, D. Tanre, and T. Nakajima, 1999: Remote sensing of Tropospheric Aerosols from Space: Past, Presents, and Future, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, 2229-2259.
- Liu, C. and M. H. Smith, 1995: URBAN AND RURAL AEROSOL PARTICLE OPTICAL PROPERTIES. *Atmos. Environ.*, 29(22), 3293~3301.
- McKendry, I. G., J. P. Hacker, R. Stull, S. Sakiyama, D. Mignacca, and K. Reid. 2001: Long-range transport of Asian dust to the Lower Fraser Valley, British Columbia, Canada, J. Geophys. Res., 106(D16), 18361-18370.
- Mishchenko, M.I., I.V. Geogdzhayev, B. Cairns, W.B. Rossow, and A.A. Lacis, 1999: Aerosol retrievals over the ocean using channel 1 and 2 AVHRR data: A sensitivity analysis and preliminary results. Appl. Opt., 38, 7325-7341.
- Prata, A. J., 1989: Observations of volcanic ash clouds in the 10-12 window using AVHRR/2 data, *Int. J. Remote Sensing*, 10, 751-761.
- Shaw, G. E., 1980: Transport of Asian desert aerosol to the Hawaiian island. *J. Appl. Meteor.*, 19, 1254-1259.
- Snyder, W. C., Z. Wan, Y. Zhang, and Y. Z. Feng, 1998, Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space, Int. J. *Remote Sening*, 19, 2753-2774
- Sokolik, I. N., and O. B. Toon, 1998: Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelengths, J. Geophys. Res., 103(D8), 8813-8826.
- Stow, D., Hope, A., and George, T. 1993: Reflectance characterics of arctic tundra vegetation from aerial radiometry and videography, *International Journal of Remote Sensing*, 14, 1239-1244.
- Toon, I., and J. E. Pollack, 1976: A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. *J. Appl. Meteor.*, 15, 225-246.
- Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, A. Sinyuk, P. Ginoux, and B. Holben, 2002: A Long-Term Record of Aerosol Optical Depth from TOMS Observations and Comparison to AEROENT Measurements, J. Atmos. Sci. 59, 398-413.
- Wen, S., and W. I. rose, 1994: Retrieval of sizes and total masses of particles



in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5, *J. Geophy. Res.*, 99(D3), 5421-5431.

- Whitby, K. T., 1978: The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos. Env.*, 12, 135–159.
- Yu, T., and W. I. Rose, 2002: Atmospheric correction for satellite-based volcanic ash mapping and retrievals using "split window" IR data from GOES and AVHRR. J. Geophy. Res., 107(D16), 10.1029/2001/JD000706.